

动力延伸(月)预报的季节变化和误差分析*

张道民 纪立人 李金龙

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文用中国科学院大气物理研究所的全球谱模式(T42L9)和国家气象中心提供的1994年3月到1995年2月36个例子(每月3个)的全球客观分析资料做了较系统的动力延伸(月)预报试验, 检验了预报结果, 分析了模式的气候漂移, 并对预报结果进行了系统误差订正, 结果表明预报评分有明显的季节变化, 冬季较高, 夏季较低, 动力预报高度距平相关系数北半球各个季节的平均都明显高于持续性预报和气候预报。

关键词 动力延伸预报 系统误差

1 引言

由于国民经济建设、交通运输特别是农业生产的需要, 人们希望能得到一个月乃至更长时间的客观定量的数值预报产品。然而由于大气内在的不稳定性、数值模式的近似和模式物理过程的不完善等, 目前还很难得到两周以上有使用价值的逐日动力预报结果。但是在现有条件下, 人们可以得到未来两周以上, 一个月乃至更长时间的平均天气变化趋势, 即所谓的平均预报。我们曾经作过一个月动力延伸预报试验^[1], 本文是在文献[1]工作的基础上较系统地做了更多的例子, 检验了预报结果, 比较了不同季节的预报差异, 分析了模式的气候漂移, 用模式的系统误差对所得延伸预报结果进行了订正, 并将所有结果同气候预报和持续性预报作了比较, 还就某些问题进行了讨论。在文献[1]中我们已指出, 在由逐日预报求月平均预报时用加权平均代替通常所采用的算术平均方法可以使月预报得到较明显的改善, 下面给出的动力预报都是加权平均预报的结果(权重 $W = 1 + (15.5 - N) / 15.5$, N 为预报时间(d))。

2 模式简述和初始资料

本文所采用数值预报模式是中国科学院大气物理研究所在ECMWF基础上发展的全球谱模式^[2,3], 模式的谱展开用三角形截断, 水平方向取42个波, 垂直方向分为9层(简称T42L9), 模式的动力框架采用静力扣除方案, 即将某些预报变量(温度 T 和地面气压 $\ln P_s$)和诊断变量(位势高度 ϕ)分为由参考大气所决定的基本变量及对基本变量的偏差(或扰动)量, 在积分过程中只预报这些变量的偏差量, 由于这些偏差量比基本量小的多, 而且比较光滑, 这样可以加速谱展开的收敛性, 减小空间截断误差, 提高

1996-02-06收到, 1996-04-04收到修改稿

* 本文是在中国科学院重大应用项目KY85-10支持下完成的

计算精度。模式中包含了辐射、垂直扩散、地面过程、大尺度凝结和积云对流参数化(包括深层对流和浅层对流)及次网格尺度地形重力波阻参数化等各种非绝热物理过程,这些物理过程除辐射外,基本上以1987~1988年ECMWF的方案为基础适当做了少量的修改。

模式用1994年3月到1995年2月由国家气象中心提供的全球客观分析资料,以每月1号及其前后各一天(每月共3d)20点的资料为初始场,共36个例子,对这些初始场都积分了30d。

3 动力延伸预报试验结果

我们将逐日预报结果中的高度场,在不同时段取平均,得到不同时段平均的高度场,对此进行检验,并同持续性预报和气候预报进行了比较,其结果分述如下。

3.1 预报结果检验评分

对月预报国际上通常采用高度距平相关系数 R 和均方根误差 σ 衡量预报质量,为便于比较我们用这两个量来检验我们的预报结果,表1分别给出了北半球($20^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$)、南半球($20^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{S}$)和与我们关系较密切的亚洲地区($50^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$)在不同季节(每季平均9个例子)的500 hPa 30 d平均预报高度场 R 和 σ (单位: m,下同)。由表1可以看出,就年平均而言,北半球与南半球评分相近,北半球略好些,而东亚地区则好于整个北半球的平均。从表还可以看出,不论南半球还是北半球评分随季节明显变化,夏季 R 较低,冬季较高,但 σ 在 R 较低的夏季也小,而在 R 较高的冬季却较大。这主要是因为冬季系统经向度较大,等值线较密,而夏季则相反,因此冬季槽脊位相不同造成的误差要比夏季大得多。图1为南、北半球30 d平均预报500 hPa距平相关系数 R 的逐个例子(从1月到12月排序)的变化曲线,可以看出 R 随个例的不同变化较大。北半球 R 较低的例子主要是在北半球春末的5月,而南半球主要集中在南半球的夏季末的2月前后。

3.2 动力预报与持续性预报的比较

这里的持续性预报分为两类,一是以上月平均实况高度距平为预报的持续性预报(简称距平持续预报),二是以上月平均实况高度为预报的持续性预报(简称高度持续预报)。它们的检验结果如表2所示。

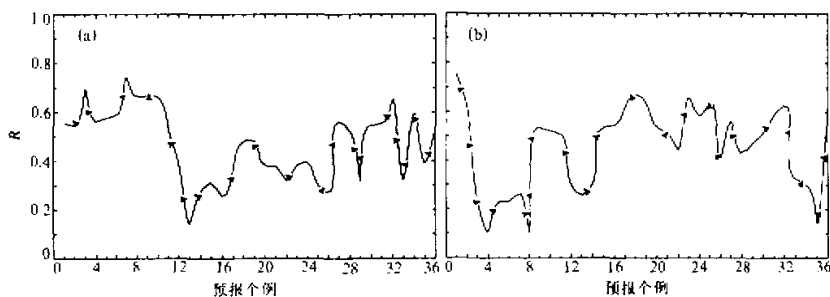


图1 500 hPa 30 d平均预报 R 逐例变化曲线。(a)北半球; (b)南半球

表 1 500 hPa 30 d 平均预报检验

区 域 季 节	北半球		南半球		亚 洲	
	<i>R</i>	σ	<i>R</i>	σ	<i>R</i>	σ
3~5月	0.488	49.6	0.371	61.5	0.404	40.8
6~8月	0.382	43.8	0.581	69.1	0.514	34.0
9~11月	0.451	52.6	0.509	65.6	0.668	36.0
12~2月	0.559	67.9	0.362	63.9	0.593	49.6
年 平 均	0.470	53.5	0.456	65.0	0.545	40.1

表 2 500 hPa 30 d 平均持续性预报检验结果

地 区 项 目 季 节	北半球				南半球			
	距平持续		高度持续		距平持续		高度持续	
	<i>R</i>	σ	<i>R</i>	σ	<i>R</i>	σ	<i>R</i>	σ
3~5月	0.132	55.2	0.222	92.6	0.427	53.3	0.477	60.4
6~8月	0.219	46.6	0.185	67.3	0.359	73.7	0.435	70.6
9~11月	0.202	60.7	0.231	94.3	0.181	75.1	0.194	77.9
12~2月	0.326	73.7	0.402	76.2	0.260	58.1	0.470	52.3
年 平 均	0.220	59.1	0.260	82.6	0.307	65.1	0.394	65.3

从表 2 和表 1 可以看出,对北半球,不论是相关系数*R*还是均方根误差 σ ,各个季节动力预报的评分既优于距平持续也优于高度持续预报。对南半球,就年平均而言,动力预报也都好于持续性预报,但对 12~5 月,情况则有所不同,持续性预报反而比动力预报好些。另一方面,距平持续与高度持续相比,后者的*R*比前者略好些。

3.3 动力预报与气候预报的比较

这里的气候预报指以多年的气候平均值代替月平均预报,这样高度场的距平相关系数*R*已不适用,为此我们曾引入高度场的纬向偏差相关系数*C*^[1],其定义为

$$C = \frac{\sum(H_t - \overline{H_t})(H_o - \overline{H_o})}{\sqrt{\sum(H_t - \overline{H_t})^2 \sum(H_o - \overline{H_o})^2}}$$

其中下标“*t*”和“*o*”分别表示预报和观测值,“—”表示沿纬圈方向的平均。*C*很好地表征了预报场与实况场槽脊位置的相关性大小。表 3 为不同季节 500 hPa 30 d 平均动力预报和气候预报高度场的偏差相关系数*C*和均方根误差 σ 。

表 3 500 hPa 30 d 平均动力和气候预报比较

地 区 项 目 季 节	北半球				南半球			
	动力预报		气候预报		动力预报		气候预报	
	<i>C</i>	σ	<i>C</i>	σ	<i>C</i>	σ	<i>C</i>	σ
3~5月	0.771	49.6	0.620	43.2	0.343	61.5	0.200	50.0
6~8月	0.596	43.8	0.468	40.4	0.451	69.1	0.271	68.0
9~11月	0.647	52.6	0.515	51.8	0.492	65.6	0.038	60.1
12~2月	0.804	67.9	0.695	64.4	0.358	63.9	0.084	45.8
年 平 均	0.704	53.5	0.575	49.9	0.411	65.0	0.148	56.0

由表 3 可以看出, 不论北半球还是南半球, 动力预报的高度偏差相关系数无论在哪个季节都明显高于气候预报, 全年平均北半球高 22%, 南半球高 177%。但高度场的均方根误差却比气候预报大, 全年平均北半球大 7%, 南半球大 16%。

3.4 模式系统误差订正

由于大气内在的不稳定和数值模式的近似及物理过程的不完善, 一般说来, 当用数值模式由实际的初始场进行积分时, 模式的系统误差就会积累, 因此, 由大量实例得到的积分结果(模式气候)与实际的气候状况并不一致, 这种差别就是模式的系统误差或称之为模式的气候漂移。图 2a、b 分别为 36 个例子平均 500 hPa 月预报高度场的模式系统误差的全球分布和纬向平均误差随纬度的变化曲线。前者反映了模式系统误差分布的地域特征, 而后者则反映了它们的纬向变化特点。

由图 2b 可以看出, 从 65°N 直到南极平均都为负的误差, 特别是在 45°S~45°N 的中低纬度地区负误差较大, 这表明在这个区域预报高度偏低, 亦即高值系统预报强度不够而低值系统则偏深。从图 2a 也可以看出, 在 45°S~45°N 之间基本为负误差所占据, 初步诊断这主要与辐射的计算方案有关。但在 65°N 以北的高纬地区均为正误差, 表明北半球的绕极低压系统平均而言预报太浅, 因而在北半球的中纬度地区预报的平均西风偏弱。而在高纬地区南半球与北半球误差分布不同, 正负中心相间出现, 其原因尚待进一步分析。

假定上述的系统误差不仅体现在平均的预报结果, 也存在于每一次的具体个例, 因此可利用这个平均系统误差对动力预报逐例进行订正, 订正后的平均结果如表 4 所示。由表可以看出, 经系统误差订正后南北半球各个季节的距平相关系数和均方根误差都有

表 4 500 hPa 30 d 平均动力预报误差订正效果

地 区 项 目 季 节	北半球				南半球			
	订正前		订正后		订正前		订正后	
	R	σ	R	σ	R	σ	R	σ
3~5 月	0.488	49.6	0.558	41.7	0.371	61.5	0.613	44.2
6~8 月	0.382	43.8	0.532	38.5	0.581	69.1	0.711	49.1
9~11 月	0.451	52.6	0.591	46.4	0.509	65.6	0.568	49.2
12~2 月	0.559	67.9	0.599	59.7	0.362	63.9	0.537	48.4
平 均	0.470	53.5	0.570	46.6	0.456	65.0	0.607	47.7

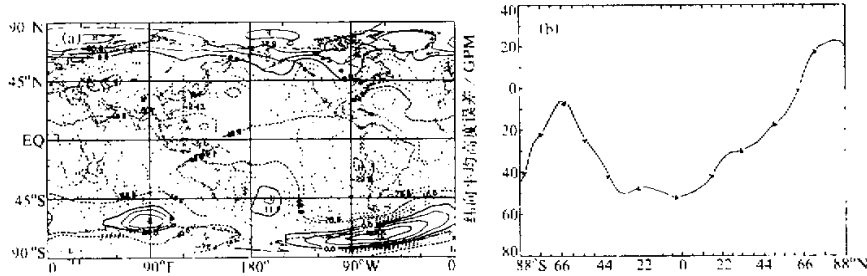


图 2 500 hPa 30 d 平均预报高度场的系统误差 (36 例平均)
(a) 全球分布; (b) 纬向平均误差随纬度的变化 (单位: m)

明显改进, 36 个例子平均南北半球 R 分别提高 33% 和 21%, σ 分别减小 26% 和 13%。

为了更进一步比较订正前后的效果, 图 3 给出不同时段预报的 500 hPa 相关系数 R 的变化曲线 (36 例平均)。图 4 为北半球 (南半球类似图略) 不同月份 500 hPa 30 d 平均预报的 R 和 σ 的变化。从图可以看出, 对不同月份和不同平均时段的预报, 订正前 (曲线 B) 后 (曲线 C) 的效果有明显的差别, 同时随着积分时间的延长, 订正的效果也愈加明显。

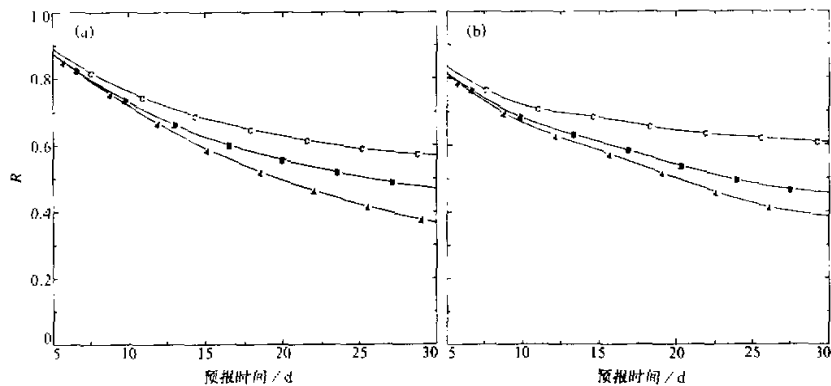


图 3 500 hPa 1~30 d 平均高度预报 R

(a) 北半球; (b) 南半球。曲线 A: 算术平均预报, B: 加权平均预报, C: 对 B 订正后

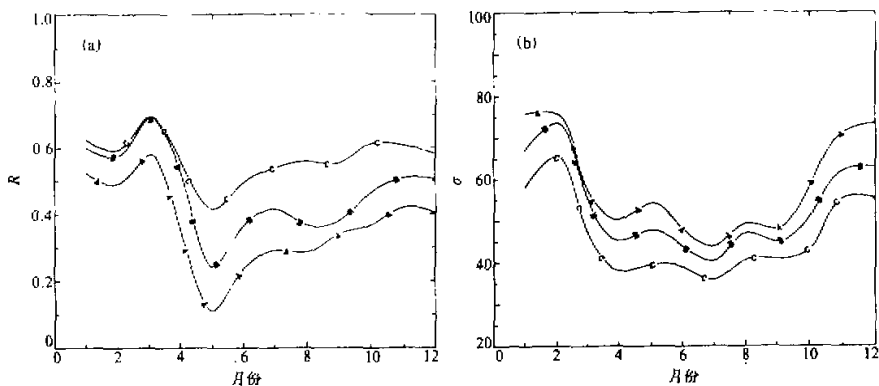


图 4 北半球 500 hPa 30 d 平均高度预报 R 和 σ

(a) R ; (b) σ (单位: m)。曲线说明同图 5

上面已经指出, 模式存在明显的纬向平均系统误差, 低纬度预报高度偏低, 若只考虑纬向平均误差, 用图 2b 给出的模式系统误差分布订正, 则动力平均预报效果也有较明显的改进, 36 个例子平均, 对 500 hPa 30 d 平均预报订正前北半球 $R=0.470$, $\sigma=53.5$ 而订正后则变为 $R=0.542$, $\sigma=47.7$, 而南半球由 $R=0.456$, $\sigma=65.0$ 变为 $R=0.506$, $\sigma=52.2$ 。

上面的误差订正,所用的平均误差包含了被订正个例的误差贡献在内,而且又基本是同一年份,因此订正后的效果较为显著。若用这个误差订正不同年份的与此误差无关的个例效果将如何呢?我们用这个误差对 1992、1993 年(6、7、8 月每月 1 号)和 1995 年(6 月 6 号)共 7 个例子的月预报进行了订正,结果如表 5 所示。

表 5 500 hPa 30 d 平均预报订正前后比较

地 区 项 目	北半球		南半球		全 球	
季 节	R	σ	R	σ	R	σ
订正前	0.405	41.6	0.543	88.3	0.477	60.5
订正后	0.463	40.5	0.556	73.4	0.534	49.8

可以看出,北半球订正后改进较多, R 增加 14%而南半球较少。应该提及的是,如果我们试验的个例足够多,将系统误差按季节分类,对不同季节的预报个例用同一季节的误差订正,其效果将会增加。

3.5 预报实例

上面给出了预报的评分检验,它反映了月预报的总体水平,下面给出两个具体的预报实例看一下月预报的槽脊等系统的分布与实况的比较。

3.5.1 1994 年 7 月 1 日例

这是一个北半球夏季的例子,7 月 500 hPa 平均西欧为较强的高压脊,乌拉尔为低槽,副热带高压较常年偏强,而且位置偏北,致使欧洲中、东、北部的一些国家出现罕见的高温干旱,中国的华东地区北部、华北和东北南部出现高温,日本和韩国也出现高温,干旱严重。图 5a、b 分别为以 7 月 1 日初始场的北半球 500 hPa 30 d 平均高度预报和实况图,从两张图总的形势看二者是比较相似的,比如,不论是预报(图 5a)还是实况(图 5b)在中高纬度有 5 个明显的低压槽,它们分别位于欧洲沿岸、乌拉尔、日本东面、170°W 和北美东部,而在欧洲和北美的中高纬度都有较强的高压脊,在贝加尔湖西面有一弱的高压脊,在 30°N 附近存在有一环形高压带而且位置也大体相同。但是预报的乌拉尔低压槽偏浅,位置略偏西,贝加尔湖的弱高压脊位置较实况也偏西一点。实况图上在河套有一浅槽,预报则不甚明显,30°N 的太平洋环形高压带比实况弱,这是本模式的弱点之一。

再来看一下高度距平图,图 5c、d 为全球 500 hPa 30 d 平均预报和实况距平图,对北半球,与上述环流特点相联系,预报(图 5c)和实况(图 5d)在西欧、贝加尔湖西面、太平洋中部和北美西部各有一个正距平中心,而在乌拉尔和欧洲沿岸的中高纬度有较强的负距平中心,中心位置大体相近。对南半球,中高纬度的正负距平中心是非常相似的,即在 0°E、90°E、150°W 和 30°W 都有较强的负距平中心,在 30°S 附近的 0°E、45~180°E 之间和 90°W 的中高纬度都有明显的正距平中心,但是南非东面的正中心预报比实况偏弱,而 150°W 的负中心预报太强而且位置比实况也略偏南,南美东面的负距平中心位置预报比实况偏北。

3.5.2 1994 年 12 月 1 日例

下面给出一个北半球冬季的例子。图 6 为北半球 500 hPa 30 d 平均预报和实况的高

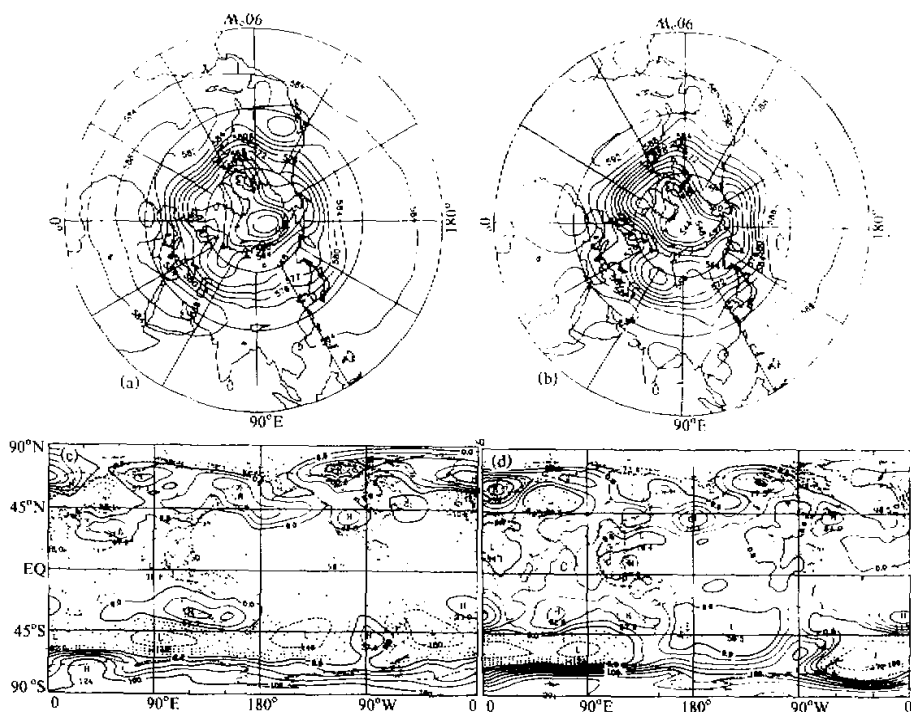


图5 1971年7月1日例500 hPa 30 d平均图

(a) 北半球预报高度; (b) 北半球实况高度; (c) 全球预报高度距平; (d) 全球实况高度距平

度场和高度距平场。由预报高度 (图 6a) 和实况 (图 6b) 可以看出, 在乌拉尔山、日本东面和北美东岸有三个主槽。在 90°E 和 120°W 的中低纬度各有一个小的低压槽。而在西欧、 90°E 和 120°W 的中高纬度各有一个浅高压脊。预报和实况较为相似。但 120°W 的脊预报比实况偏西约 15 个经度, 预报的极涡在极地, 而实况有两个小的中心, 一个在极地, 另一个则在极地偏向北美一侧。由预报 (图 6c) 和实况 (图 6d) 的 500 hPa 高度距平图可以看出, 正负距平中心的分布大体一致, 比如西欧、阿拉伯海北面、东亚、太平洋中部和北美为正距平中心, 乌拉尔和沿 30°W 穿越极地直到太平洋中部的中纬度地区为负距平带。但是乌拉尔的负距平中心预报太强, 表明乌拉尔槽预报偏深, 对太平洋中部中低纬度和北美的正距平带, 实况是两个独立的中心, 而预报则表现为一个范围较大的长方形正距平带, 表明北美西岸中高纬度地区的预报高度偏高。对日本东面的低压槽, 实况比预报宽, 因此表现在距平图上, 实况 (图 6d) 为在日本以东太平洋中部为较宽广的负距平中心, 相比之下预报 (图 6c) 的负中心太窄而且也太弱。

上面给出的两个例子北半球 500 hPa 预报的高度距平相关系数 R 分别为 0.486 (7 月 1 日例) 和 0.598 (12 月 1 日例), 是较好的预报例子中的两个, 它表明了动力模式的月预报能力, 尽管目前水平还不高, 但至少对一些个例还能给出有参考价值的预报。

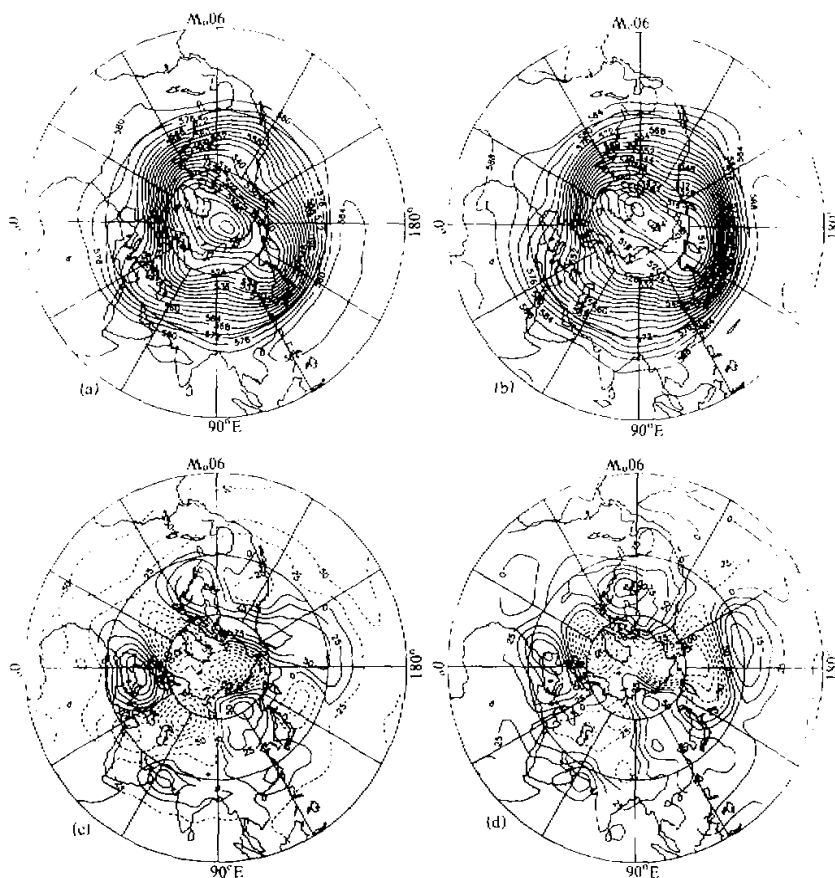


图6 1994年12月1日例北半球500 hPa 30 d平均图
(a) 预报高度; (b) 实况高度; (c) 预报高度距平; (d) 实况高度距平

4 讨论

(1) 如何更有效地从逐日动力预报中提取对月平均预报有用的信息, 我们已经指出, 用加权平均 (比如取线性权重 $W = 1 + (15.5 - N) / 15.5$, N 为预报时间(d)) 代替通常所采用的算术平均方法来求月平均预报效果较好。而且几乎对所有个例都有不同程度的改进, 取这种随预报时间 N 减小的权重 W 基于下述原因, 一是根据逐日预报 R 的变化 (图略) 可以看出, R 随积分时间延长而明显减小, 到 15 d 左右有些个例出现负值。二是若将 1~ N d ($N = 1, 2, \dots, 30$) 的平均预报分别与 30 d 平均实况求相关, 可以看出平均而言 R 最大值不在 $N = 30$ d, 根据我们做的 6 个例子, 北半球 500 hPa 平均 $N = 11^{[1]}$ (在文献[1]中, 由 6 个例子高度预报平均值与相应实况平均值的最大相关得

$N=13\text{ d}$ ，这里指 6 个(例子) N 的平均，更为妥当)，而 Tracton 等^[4]的 108 个例子 $N=7$ 。另一面从 1~10 d、11~20 d 和 21~30 d 的平均预报的 R 也可以看出，后 2 个 10 d 的 R 已变的很小，例如我们上述 36 个例子平均 500 hPa 北（南）半球它们分别为 0.7298（0.6811）、0.1845（0.2195）和 0.0840（0.0982）。这表明随着积分时间的延长，瞬时预报的误差也在积累，因此加权的目的在于增加前期精度较高的动力预报的权重，而减小后期精度较低的预报对平均预报的影响。很显然，若取随积分时间 N 增大的权重（比如取 $W=1+(N-15.5)/15.5$ ）则不可能得到好的效果（个例计算也确如此），但是由于有不少个例的 R 随时间 N 先下降 15~20 d 以后又有回升的事实，权重取为抛物线形式（比如取 $W=0.05+(N-22)^2/(50+N)$ ），也得到了较好的结果^[1]，但这时前期的权重也明显大于后面的权重。表 6 是算术平均与加权平均动力预报的 500 hPa R 和 C 的比较，可以看出加权平均预报评分明显高于算术平均，特别是 R ，比较表 6、表 2 和表 3 还可以看出，即使算术平均动力预报也明显优于气候预报，在北半球同时也优于持续性预报，在南半球平均而言与持续性预报相当。图 3 和图 4 中的曲线 A、B 分别是用算术平均和线性加权平均得到的动力平均预报结果，从图可以看出，不论是高度距平相关系数 R 还是均方根误差 σ ，加权平均预报比算术平均预报都有明显的改进，同时也可看出随着平均时段的延长改进效果愈显著，这是很容易理解的，因为随着积分时间的延长，逐日瞬时动力预报的误差在增大而在求平均预报时对它取较小的权重可以减小平均预报的误差。

表 6 500 hPa 30 d 算术平均和加权平均动力预报比较

地 区 项 目 季 节	北半球				南半球			
	算术平均		加权平均		算术平均		加权平均	
	R	C	R	C	R	C	R	C
3~5月	0.350	0.739	0.488	0.771	0.315	0.319	0.371	0.343
6~8月	0.271	0.568	0.382	0.596	0.516	0.369	0.581	0.451
9~11月	0.375	0.635	0.451	0.647	0.443	0.421	0.509	0.492
12~2月	0.472	0.771	0.559	0.804	0.267	0.324	0.362	0.358
年 平 均	0.367	0.678	0.470	0.704	0.385	0.358	0.456	0.411

(2) 上面已经指出，模式预报存在一定的纬向平均误差，若对纬向平均预报 $\overline{H}_t$ 进行某种订正，比如取 $\overline{H}_t^*=(1-a)\overline{H}_t+a\overline{H}_c$ ($\overline{H}_c$ 为预报月的气候纬向平均值， a 为系数)，这样订正后的预报高度 H_t^* 可以表示为 $H_t^*=\overline{H}_t-a(\overline{H}_t-\overline{H}_c)$ ，如果系数 a 取为预报时间 N (d) 的某种形式，比如取 $a=N/30$ ，这表明预报的纬向平均值随预报时间的延长逐渐趋近于气候平均值，这样也可以改善预报效果，36 个例子平均，北半球 500 hPa 的 R 由 0.470 增加到 0.484。

5 结 论

由上面的描述我们大致可以得到如下结论：

(1) 动力延伸（月）预报的评分有明显的季节变化，平均而言，夏季评分较低，而冬季较高，并且即使同一季节，初值不同评分有时也有明显的差别。如果以持续预报和

气候预报作为量度动力预报的下限, 则 T42L9 模式的预报已明显超过了这个标准, 一些个例能成功地给出高度距平分布, 有较好的参考价值。

(2) 通过较系统的预报试验, 模式存在明显的系统误差, 随着积分时间的延长, 误差的积累, 后半个月预报效果变差, 这也是动力延伸预报普遍存在的问题。对预报结果的加权处理、系统误差订正都可以使预报结果得以改善, 是行之有效的。

参 考 文 献

- 1 张道民、纪立人、李金龙, 月数值天气预报试验研究, *天气科学*, 20(4), 429~438.
- 2 纪立人、陈嘉滨、张道民、吴万里、沈如金、盛华、黄伯银、赵高祥, 1990, 一个包含非绝热物理过程的全球谱模式及其初步结果, “中期数值天气预报研究”成果汇编, 27~40, 北京: 气象出版社
- 3 Zhang Daomin, Li Jinlong, Ji Liren, Huang Boyin, Wu Wanli, Chen Jabin and Song Zhenshan, 1995, A global spectral model and test of its performance, *Adv. Atmos. Sci.*, 12, 67~78.
- 4 Tracton, M. S., K. Mo, W. Chen, E. Kalnay, R. Kistler and G. White, 1989, Dynamical extended range forecasting (DERF) at the National Meteorological Center, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1604~1635.
- 5 李小泉、李维京, 1993, 500 hPa 平均环流形势月预报水平的评估, *应用气象学报(增刊)*, 69~75
- 6 Yamada, S., S. Maeda, T. Kudo, T. Iwasaki and T. Tsuyuki, 1991, Dynamical one-month forecast experiments with the JMA global prediction model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 153~159.
- 7 Palmer, T. N., C. Brankovic, F. Molteni and S. Tibaldi, 1990, Extended-range prediction with ECMWF models: interannual variability in operational model integrations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116, 799~834.
- 8 Milton, S. F. and D. S. Richardson, 1991, 30 day dynamical forecasts at the U. K. Meteorological Office, proceeding of a workshop held at ECMWF on new developments in predictability, 13~15 November 1991, 205~247.

Seasonal Variability and Systematical Error in Dynamical Extended Range Forecast Experiments with the IAP Global Spectral Model

Zhang Daomin, Ji Liren and Li Jinlong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract With the IAP global spectral model (T42L9), a number of dynamical extended range forecast experiments are performed using initial fields from March, 1994 to February, 1995 provided by National Meteorological Centre of China. The forecast results show that the extended range forecast skill is of obvious seasonal variation, i.e. higher for the winter and lower for the Summer. The anomaly correlation coefficient of the dynamical extended range forecast for the 1~30 day mean 500 hPa geopotential height over the Northern Hemisphere is higher than that of the both persistence and climate forecast. In this paper we study the model climate drift and give the results corrected by systematic errors.

Key words dynamical extended range forecast systematic error